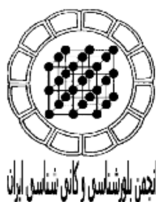
مجله
بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

مقاله پژوهشی



سال سی‌ام، شمارهٔ اول، بهار ۱۴۰۱، از صفحهٔ ۱۲۹ تا ۱۴۰

تعیین خاستگاه ذخیره آهن تنگ زاغ در استان هرمزگان بر اساس داده‌های کانی‌شناسی و زمین‌شیمی

پیام توکلی[1]، علی رستمی[2]، صغری راستی[3*]

۱- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، ایران
۲- گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران
۳-گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز، شیراز، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۰/۳/۲۵، نسخه نهایی: ۱۴۰۰/۶/۳)

چکیده: ذخیره آهن تنگ زاغ در ۱۱۷ کیلومتری شمال شرق بندرعباس، استان هرمزگان و در پهنه ساختاری زاگرس چین‌خورده واقع است. کانه‌زایی آهن به صورت اکسیدهای آهن (هماتیت) درون گنبد نمکی و یا در شکستگی‌ها و سطوح بین‌لایه‌ای سازندهای جوان‌تر وابسته به دوران سوم صورت گرفته است. بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی، قطعه‌های دولومیتی سنگ‌های میزبان با اکسیدهای آهن در اثر فرایند جانشینی دربرگرفته شده‌اند. بافت کانسنگ رگه‌ای، رگچه‌ای، جانشینی و پرکننده فضاهای خالی است. هماتیت فراوان‌ترین کانی سازنده این کانسار است و کانی‌های گوتیت، دولومیت و کوارتز کانی‌های فرعی این کانسار هستند. بر پایه داده‌های زمین شیمیایی، مقدار اکسید آهن در این کانسار به بیش از ۸۹ درصد وزنی می‌رسد. مقدار فسفر و تیتانیوم پایین از یک سو خاستگاه ماگمایی و از سوی دیگر نبود ویژگی‌های مربوط به اسکارن‌ها خاستگاه اسکارنی ذخیره آهن مورد بررسی را رد می‌کند. با توجه به داده‌های صحرایی و ویژگی‌های کانی‌شناسی و زمین شیمیایی، کانسار آهن تنگ زاغ در چهار مرحله تشکیل شده است: ۱. جایگیری توده‌های آتشفشانی و ورود سیال‌های آهن‌دار با یک خاستگاه آتشفشانی در یک حوضه رسوبی، ۲. غنی‌سازی آهن توسط فعالیت سیال‌های گرمابی به دلیل گنبدزایی نمکی، ۳. تمرکز و نهشت دوباره آهن توسط فعالیت‌های زمین‌ساختی و ۴. تشکیل کانی‌های هماتیت، گوتیت و مالاکیت در اثر عملکرد فرایندهای سوپرژن و هوازدگی بر روی ذخیره کانی‌ها.

واژه‌های کلیدی: *خاستگاه؛ زمین‌شیمی؛ گنبد نمکی؛ هماتیت؛ تنگ زاغ؛ هرمزگان.*

مقدمه

گنبدهای نمکی در بخش‌های مختلف جهان از جمله خلیج مکزیک، دریای شمال، دریای مدیترانه و خلیج فارس تشکیل شده‌اند. آن‌ها به دلیل مهاجرت نمک از لایه‌های عمیق به سطح زمین بوجود آمده و به شکل گنبدی با رسوب‌های بسیار ضخیم پوشانده شده‌اند. کشیدگی یا کوتاه شدن پوسته زمین در اثر گسلش و همچنین نیروی جاذبه، گنبدزایی نمک را از نظر زمین‌ساختی کنترل می‌کنند [۲،۱]. گنبدهای نمکی در مقیاس بزرگ در استان‌های چهارمحال و بختیاری، فارس، هرمزگان و بوشهر و در منطقه خلیج فارس از عجایب زمین‌شناسی جهان هستند [۲]. هرمز از نظر زمین‌شناسی از مهم‌ترین گنبدهای نمکی در دنیا و از دیدگاه زیبایی‌شناسی بی‌رقیب‌ترین آنهاست. سری هرمز مهم‌ترین بخش از پرکامبرین خاورمیانه و ایران با گنبدهای نمکی فراوان است. پژوهش‌های بسیاری پیرامون گنبدهای نمکی سری هرمز از جمله بررسی زمین‌شناسی و زمان جایگیری آن‌ها [۳]، اثر فرایندهای درونزایی [۵،۴] و کانه‌زایی آهن [۶] انجام شده است. طی سال‌ها، خاستگاه ذخایر آهن مربوط با گنبدهای نمکی و چگونگی شکل‌گیری آنها مورد

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۳۹۷۸۲۵۵۰۴، نمابر: ۰۷۶۳۳۳۴۹۲۷۱، پست الکترونیکی: azam.rasti@yahoo.com

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.1.10.4]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.1.129]

بحث بوده و هنوز به طور کامل شناخته نشده است. بیش از ۱۸۰ گنبدنمکی در جنوب ایران و خلیج فارس وجود دارد. بعضی از آنها دربردارنده کانسنگ هماتیت به صورت قطعه‌های بزرگ هستند. در مورد خاستگاه این کانسنگ‌ها نظریه های مختلفی وجود دارد. به باور برخی، این ذخایر از کانسنگ آهن هماتیتی همراه با کوارتز پرکامبرین ناشی شده که طی صعود نمک و گنبدزایی دوباره تغلیظ و ته نشست شده‌اند [۷]. همچنین، هماتیت به صورت رسوب‌های شورابه‌ای لایه‌ای و نوارهای منظم خاکستری و قرمز رنگ به عنوان فاز ثانویه می‌تواند در سنگ‌های نمکی تشکیل شود [۸]. به باور برخی، کانسنگ آهن دارای خاستگاه رسوبی-آتشفشانی بوده که از مجراهای گرمابی زیردریایی تشکیل شده است [۹،۱۰]. براساس نتایج [۱۱]، ذخایر آهن به صورت همزاد و همزمان با نمک و سایر تبخیری‌ها تشکیل گردیده است. در جنوب ایران و استان هرمزگان در پهنه زاگرس، کانسارهای آهن بسیاری پیرامون گنبدهای نمکی قرار دارند که از مهم‌ترین ذخایر آهن در گنبد نمکی هرمز که به عنوان پتاسیل آهن در نظر گرفته می شود، ذخیره آهن تنگ زاغ است. در این پژوهش خاستگاه ذخیره آهن تنگ زاغ، بر اساس ویژگی‌های زمین شیمیایی (داده های طیف سنجی پلاسمای جفت شده القایی ICP) و کانی‌شناسی (داده‌های پراش پرتوی ایکس، XRD)، تعیین شده است.

زمین‌شناسی منطقه

بر اساس تقسیمات زمین‌ساختاری ایران، ذخیره آهن تنگ زاغ بخشی از کمربند زاگرس چین‌خورده سنوزوئیک است [۱۲] که در بخش میانی رشته‌کوه‌های آلپ هیمالیا و لبه شمال‌شرقی صفحه عربی قرار دارد [۱۳].

قدیمی‌ترین واحدهای موجود در منطقه مورد بررسی وابسته به سری هرمز با سن نئوپروتروزوئیک تا پرکامبرین پیشین [۱۴] هستند. واحدهای رسوبی سری هرمز از پایین به بالا شامل سازند نمکی هرمز (لایه‌های نمک همراه با میان‌لایه‌های نازکی از توف، مارن، آهک، اکسیدها و سولفورهای آهن)، سازند هرمز (تناوبی از مارن‌های سفید تا زرد کم‌رنگ، انیدریت، توف، ایگنمبریت، آهک‌های نازک‌لایه سیاه‌رنگ و نوارهای نازک سنگ آهن)، سازند آهکی سیاه‌رنگ جلبکی (طبقه های نازک‌لایه آهکی سیاه سرشار از سنگواره جلبک‌های گوناگون) و سازند آواری- آتشفشانی (ماسه‌سنگ‌های قرمز و سبزرنگ با میان لایه‌هایی از توفیت) هستند [۱۵،۱۶]. سنگ‌های آتشفشانی سری هرمز شامل سنگ‌های اسیدی تا حدواسط (ریولیت، داسیت و تراکیت) و دایک‌های دیابازی و گرانوفیری هستند [۱۷]. بر اساس بررسی‌های فرامرزی و همکاران [۱۸]، زیرکن‌های اولیه در عمق منبع ماگمایی و دمای بالا متبلور شده اما زیرکن‌های تاخیری در مراحل بعدی در اثر صعود ماگما و یا تماس ماگما با سنگ دیواره تشکیل می‌شوند. نسبت U-Pb در زیرکن ریولیت‌های هرمز ۰/۲ تا ۰/۸ ، برای زیرکن‌های ماگمایی ۰/۱ تا ۱ و برای زیرکن‌های برآمده از ذوب سنگ‌های رسوبی ۴ است [۱۸]. از این رو، سنگ‌های تشکیل شده از مراحل مختلف ماگمای دگرگون نشده سن‌های متفاوتی دارند. بر این واحدهای هرمز، آهک و شیل بیتومین‌دار گروه بنگستان با سن کرتاسه و سپس آهک ماسه‌ای و شیل آهکی مربوط به تشکیلات پابده-ساچون-تربور با سن کرتاسه پسین تا ائوسن قرار دارند. این واحدها با آهک، دولومیت و مارن‌های آسماری، رازک و میشان و سرانجام ماسه سنگ‌های آغاجاری از دوره الیگوسن تا پلیوسن و سپس همه واحدهای سنگی نام برده با کنگلومرای بختیاری پوشانده شده‌اند [۱۹] (شکل ۱). روند ذخیره آهن درون تاقدیس تنگ زاغ شمال شرقی-جنوب غربی است [۱۹]. مرکز تاقدیس از آهک‌های دولومیتی قهوه‌ای رنگ آسماری تشکیل شده است که لایه‌های جوان‌تر آهک گوری و مارن‌های میشان بر دولومیت‌های نام برده واقع شده‌اند (شکل ۲). لایه‌های هماتیتی به صورت یک افق رسوبی پیزولیتی هم‌شیب با طبقه‌های در برگیرنده تا حدود یک کیلومتر در بین طبقه های دولومیتی زیر و لایه‌های آهک-مارنی رویی قرار دارند. ضخامت لایه‌های آهنی در مرکز تاقدیس بیش‌تر (بیش از ۴۰ متر) است و به سمت کناره‌ها کم می‌شود. عملکرد زمین ساخت و وجود ساختارهای ویژه زمین‌شناسی و همچنین گستره‌هایی از پادگانه‌های رودخانه‌ای بر این ذخیره آهن به‌صورت کلاهک، منجربه پیچیدگی زمین‌شناسی منطقه شده است، به طوری که تشخیص ساختار لایه‌ای ذخایر در مراحل اولیه بازدید مشکل به نظر می‌رسد. البته، با کمی دقت در زمین‌شناسی، زمین‌ساخت و چینه‌شناسی منطقه می‌توان این ذخیره را به صورت یک لایه رسوبی در یک افق مشخص شناسایی کرد.

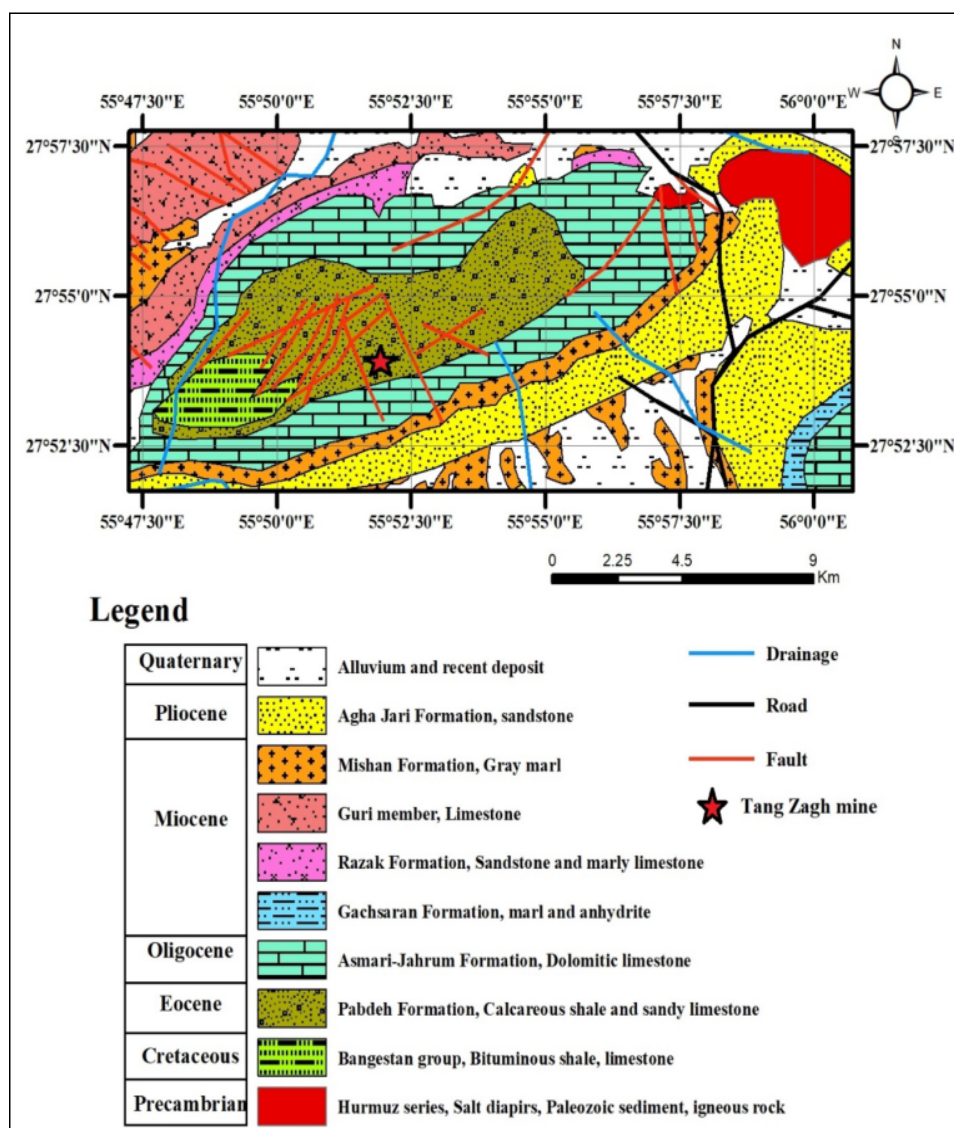
از نظر زمین‌ساختی، کانسار تنگ زاغ متاثر از چند فاز کوهزایی و گسل‌های بزرگ بویژه گسل‌هایی با روند شمال غرب-جنوب شرق است. با توجه به بازدیدهای صحرایی، شکستگی‌های منطقه دارای سه روند اساسی شمال‌شرق-

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.1.10.4]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.1.129]

جنوب‌غرب، شرقی-غربی و شمال‌غرب-جنوب شرق هستند. مهم‌ترین عوامل ساختاری این گسل‌ها هستند که کانه‌زایی آهن درون آن‌ها به‌ویژه در گسل‌هایی با روند شمال غرب-جنوب‌شرق تشکیل شده است [۱۹] (شکل ۳).

روش بررسی

نخست از منطقه ذخیره آهن تنگ زاغ، تعداد ۵۰ نمونه از ماده معدنی و سنگ میزبان در راستای ۱۰ پیمایش طولی و عرضی به همراه داده‌های صحرایی جمع‌آوری گردید. سپس تعداد ۲۰ مقطع نازک و ۳۰ مقطع صیقلی برای شناسایی فازهای کانیایی تهیه و با روش‌های معمول میکروسکوپی بررسی شدند. همچنین، تعداد ۷ نمونه برای شناسایی فازهای کانیایی در آزمایشگاه زر آزما به روش پراش پرتو X (XRD) با دستگاه Asenware مدل Awxdm300 با طول موج ۱/۵۴ آنگستروم، اختلاف پتانسیل ۴۵ کیلو ولت، جریان ۴۰ میلی آمپر در گستره و زاویه‌ای 2θ =۳-۶۰° تجزیه شدند. برای بررسی‌های زمین‌شیمیایی و تعیین مقادیر عناصر اصلی و فرعی، تعداد ۱۴ نمونه انتخاب و به روش طیف سنجی فلئورسانس پرتوی ایکس (XRF) در آزمایشگاه کانساران بینالود تهران تجزیه شدند. سرانجام داده‌های صحرایی، کانی‌شناسی و شیمیایی به‌دست آمده برای بررسی خاستگاه ذخیره آهن تنگ زاغ و چگونگی کانه‌زایی استفاده شدند.



شکل ۱ نقشه زمین شناسی ذخیره آهن تنگ زاغ (برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ فین [۱۹]).



شکل ۲ نمایی از ذخیره آهن تنگ زاغ و موقعیت کانسار نسبت به آهک دولومیتی آسماری جهرم با مرز گسله.



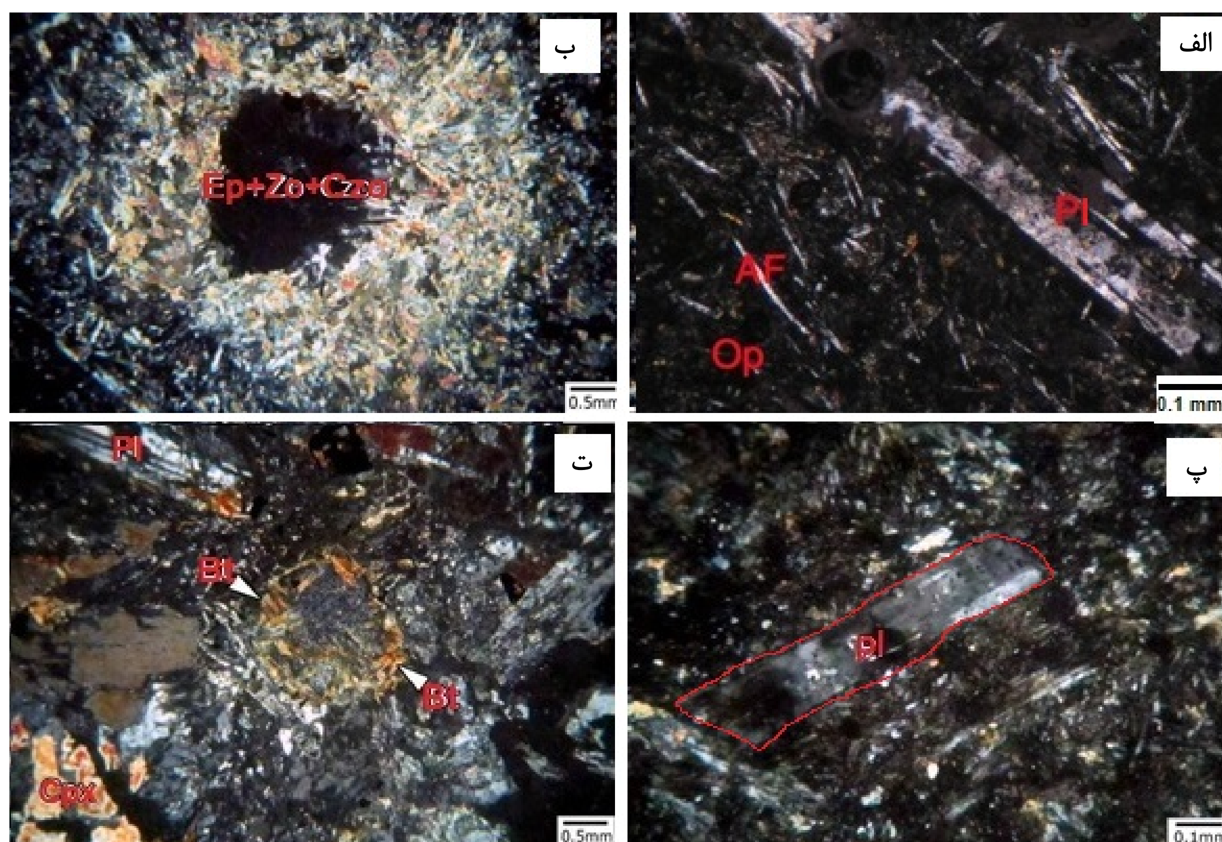
شکل ۳ نمایی از رخنمون گسلی و شکستگی‌های با روند غالب شمال‌غرب-جنوب‌شرق در ذخیره آهن تنگ زاغ.

کانی‌شناسی

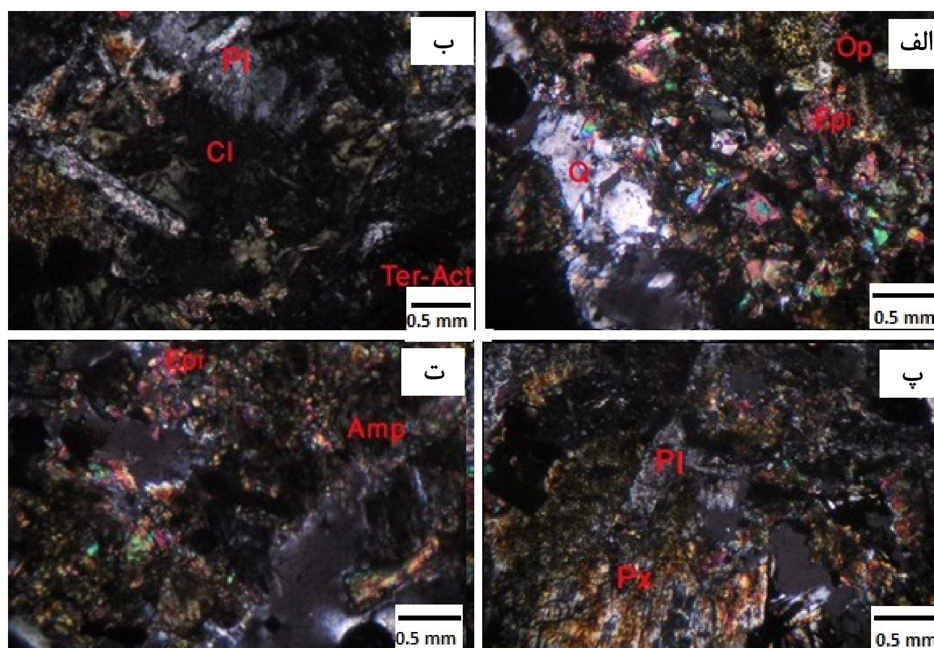
بر اساس بازدیدهای صحرایی و بررسی مقاطع نازک، سنگ‌های آتشفشانی اسیدی منطقه شامل سنگ‌های بیرونی چون داسیت (کوارتز ۵۰ درصد، پلاژیوکلاز ۲۰ درصد، فلدسپار قلیایی ۱۳ درصد و کانی های تیره ۱۷ درصد) و ریولیت (کوارتز ۵۵ درصد، پلاژیوکلاز ۱۵ درصد، فلدسپار قلیایی ۲۲ درصد و کانی های تیره ۱۸ درصد) و سنگ‌های اسیدی درونی گرانیت (کوارتز ۵۵ درصد، پلاژیوکلاز ۲۵ درصد، فلدسپار قلیایی ۱۰ درصد و کانی‌های تیره ۱۰ درصد) هستند. سنگ‌های بازی منطقه نیز شامل انواع آتشفشانی‌ها مانند آندزیت و بازالت (کوارتز ۳۵ درصد، پلاژیوکلاز ۲۵ درصد، فلدسپار قلیایی ۲۰ درصد و کانی های تیره ۲۰ درصد) و درونی چون گابرو (کوارتز ۳۰ درصد، پلاژیوکلاز ۳۵ درصد، فلدسپار قلیایی ۱۰ درصد و کانی های تیره ۲۵ درصد) هستند. سنگ‌های داسیتی و ریولیتی نسبت به آندزیت‌ها و بازالت‌ها قدیمی‌تر هستند [۱۷]. بر اساس سن سنجی U-Pb دانه های زیرکن [۲۰]، داسیت‌ها دارای سن ۵۳۸±۲ میلیون سال و بازالت‌ها دارای سن ۵۳۹±۲ میلیون سال هستند. بر اساس بررسی‌های سنگ نگاری، سنگ-های اسیدی بیرونی بافت پورفیری دارند که دچار دگرسانی سرسیتی، کربناتی، آرژیلیتی و اپیدوتی شده‌اند. کانی‌های درشت بلور در این نوع سنگ‌ها کوارتز، پلاژیوکلاز و فلدسپار قلیایی هستند که در زمینه‌ای از کوارتز، پلاژیوکلاز، بیوتیت، مسکوویت، کانی‌های کدر (اکسیدهای آهن) و آمفیبول قرار دارند (شکل ۴ الف) که در اثر دگرسانی به کانی‌های سرسیت،

کربنات، اپیدوت، زئوسیت و کلینوزئوسیت تجزیه شده‌اند (شکل ۴ ب). مهم‌ترین درشت بلورها در سنگ‌های اسیدی پلاژیوکلاز به‌صورت شکل‌دار و نیمه شکل‌دار با منطقه‌بندی نوسانی هستند (شکل ۴ پ) که اغلب به کانی‌های ثانویه دگرسان شده‌اند. در این نوع سنگ‌ها، کوارتزها اغلب به دلیل فشارهای زمین ساختی خاموشی موجی دارند. کانی‌های فلدسپار به دلیل رسی و آرژیلیتی شدن اغلب به صورت کدر دیده می‌شوند. بیوتیت‌ها بیش‌تر به صورت نیمه شکل‌دار و به شدت دگرسان-شده هستند (شکل ۴ ت).

سنگ‌های آذرین بازی بیرونی اغلب دارای بافت پورفیری و پوست ماری هستند که دچار دگرسانی کلریتی، کربناتی و آرژیلیتی شده‌اند. این سنگ‌ها در معرض سیال‌های سرشار از سیلیس قرار گرفته‌اند که به صورت رگچه‌های کوارتز در سطح مقاطع دیده می‌شوند (شکل ۵ الف). کانی‌های درشت بلور سنگ‌های بازی شامل آمفیبول، پیروکسن و پلاژیوکلاز در زمینه‌ای از پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی، کانی‌های کدر (اکسیدهای آهن) و کوارتز هستند (شکل ۵ ب) که اغلب به کانی‌های ثانویه اپیدوت، کربنات و سرسیت تجزیه شده‌اند. مهم‌ترین درشت بلور در این سنگ پلاژیوکلاز و به صورت شکل‌دار و نیمه شکل‌دار با ماکل آلبیتی بوده که به کانی‌های ثانویه دگرسان شده‌است (شکل ۵ پ). پیروکسن در سنگ‌های بازی بیرونی از نوع کلینوپیروکسن و آمفیبول از نوع هورنبلند است که به کلریت و اپیدوت دگرسان شده‌اند (شکل ۵ ت). کوارتز نیز هم به صورت اولیه و مستقل و هم به صورت ثانویه و پرکننده شکستگی‌ها در سطح مقاطع دیده می‌شود.



شکل ۴ مقاطع نازک از سنگ‌های اسیدی بیرونی در نور قطبیده متقاطع، XPL، (الف) کانی‌های درشت بلور پلاژیوکلاز و فلدسپار قلیایی در زمینه‌ای از کوارتز و کانی‌های کدر (اکسیدهای آهن)، (ب) دگرسانی کانی‌های درشت بلور به کانی‌های اپیدوت، زوئزیت و کلینوزوئزیت، (پ) درشت بلور پلاژیوکلاز با منطقه بندی نوسانی و (ت) بیوتیت‌های نیمه شکل‌دار و به شدت دگرسان‌شده. (Pl: پلاژیوکلاز، Op: کانی‌های کدر، AF: فلدسپار قلیایی، Ep: اپیدوت، Zo: زئوسیت، Czo: کلینوزئوسیت، Bt: بیوتیت و Cpx: کلینوپیروکسن [۲۱].)



شکل ۵ مقاطع نازک از سنگ‌های بازی بیرونی در نور XPL: (الف) حضور رگچه‌های کوارتز در سطح مقطع، (ب) کانی‌های درشت بلور آمفیبول، پلاژیوکلاز و کلریت، (پ) پلاژیوکلاز دگرسان شده و (ت) تجزیه آمفیبول به اپیدوت (P: پلاژیوکلاز، Op: کانی‌های کدر، Q: کوارتز، Epi: اپیدوت، Ter-Act: ترمولیت-اکتینولیت، Cl: کلریت، Am: آمفیبول و Px پیروکسن [۲۱]).

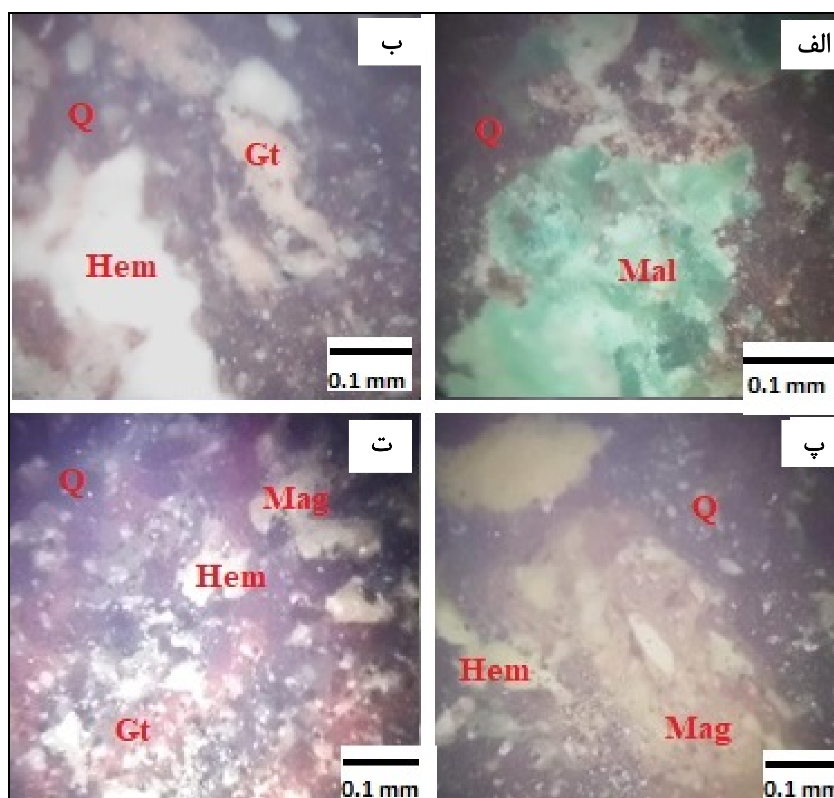
بر اساس بررسی مقاطع صیقلی، این ذخیره دارای کانی‌شناسی ساده‌ای از کانی‌های اکسیدی (مگنتیت، هماتیت و گوتیت) همراه با کوارتز است. حضور مالاکیت در بعضی از نمونه‌ها به صورت بافت جانشینی و جبهه پیشرونده مس به درون آهن بوده که نشاندهنده تشکیل کانی‌های مس به صورت گرمابی و ثانویه پس از تشکیل اکسیدهای آهن است (شکل ۶ الف). کانه‌های اکسیدی بافت‌های جانشینی چون جانشینی جعبه‌ای، شبکه‌ای و لبه‌ای و به مقدار کمتر بافت‌های شکافه پرکن رگه‌ای و رگچه‌ای را نشان می‌دهند. هماتیت به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار حجم تقریبی برابر با ۷۰ درصد از مقطع را اشغال کرده است که همراه با دانه‌های کوارتز دیده می‌شود. در این مقطع، بافت جانشینی قطعه‌های دولومیت سیلیسی‌شده سنگ میزبان توسط اکسیدهای آهن و دگرسانی هماتیت به گوتیت به خوبی دیده می‌شود (شکل ۶ ب). بر اساس روابط کانه‌ای فازهای اکسیدی، نخست مگنتیت، سپس هماتیت و سرانجام گوتیت تشکیل شده‌اند که با خوردگی کانی‌های میزبان توسط مگنتیت و جانشینی مگنتیت توسط هماتیت دیده می‌شود (شکل ۶ پ). در این مقطع، همچنین هماتیت به صورت دانه‌های پراکنده در سطح کانی مگنتیت در زمینه‌ای از کانی‌های رسی و قطعه های سنگ میزبان مشاهده می‌شود. قطعه های دولومیتی سنگ میزبان توسط زمینه‌ای از کانی‌های اکسیدهای آهن جانشین شده‌اند که به صورت جزایر باقیمانده آشکارا دیده می شود (شکل ۶ ت). بر اساس الگوهای XRD بخش‌های کانه‌دار در ارتباط با ذخیره آهن تنگ زاغ، کانی‌های اصلی شامل مگنتیت، هماتیت و گوتیت و کانی‌های فرعی دولومیت، کوارتز، کلسیت و کانی‌های رسی هستند (جدول ۱).

زمین‌شیمی

بر اساس نتایج زمین‌شیمیایی (جدول ۲)، مقدار Fe_2O_3 در نمونه‌های کانسنگ تنگ زاغ از ۴۰ درصد وزنی در کانسنگ کم عیار تا بیش از ۸۹ درصد وزنی در کانسنگ پرعیار است. مقدار MnO در نمونه‌های کانسنگ آهن زیر ۲ درصد وزنی است و فقط در سه نمونه، به ۴ و بیش از ۶ درصد وزنی می‌رسد؛ افزایش مقدار منگنز در این نمونه‌ها (به جز نمونه شماره ۴) با اکسید آهن به نسبت پایین به دلیل جانشینی منگنز به جای عنصر آهن در شبکه کانی‌های آهن‌دار است (شکل ۷ الف). مقدار سیلیس با مقادیر اکسید آهن روند مشابه دارند، اما در بعضی نمونه ها روند معکوس شده است، به این صورت که مقدار SiO_2 در نمونه‌های کانسنگ پرعیار با بیشترین مقادیر آهن ۰٫۶۶ درصد وزنی و در نمونه‌های کانسنگ کم عیار با

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.1.10.4]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.1.129]

مقدار آهن حدود ۴۰ درصد وزنی، به ۴۰ درصد وزنی می‌رسد (جدول ۲ و شکل ۷-ب). مقدار Al_2O_3 در این کانسنگ‌ها نیز با روند مشابه SiO_2 و از ۰/۱۱ تا ۶/۱۹ درصد وزنی متغیر است (شکل ۷ پ). همچنین مقادیر CaO و تا حدی نیز مقادیر MgO به دلیل جانشینی اکسیدهای آهن به جای قطعه‌های دولومیت سیلیسی سنگ‌های میزبان روندی معکوس با مقادیر آهن نشان می‌دهند (شکل ۷ ت). بیشترین مقدار CaO در نمونه‌های کانسنگ کم عیار ۵/۹۲ درصد وزنی و بیشترین مقدار MgO در این نمونه‌ها ۲/۵۳ درصد وزنی است. مقدار TiO_2 و P_2O_5 بسیار پایین و به ترتیب ۰/۰۵ تا ۰/۳۲ درصد وزنی و ۰/۰۱ تا ۰/۶۲ درصد وزنی بوده اما مقادیر SO_3 به نسبت بالاست و بیشترین مقدار آن به ۴/۱۵ درصد وزنی می‌رسد (جدول ۲).



شکل ۶ مقاطع صیقلی از کانه‌های آهن در نور بازتابی: (الف) جانشینی اکسیدهای آهن توسط مالاکیت، (ب) جانشینی قطعه‌های سنگ میزبان توسط هماتیت و هماتیت توسط گوتیت، (پ) جانشینی مگنتیت توسط هماتیت و (ت) جانشینی کانی‌های سنگ میزبان چون کوارتز توسط اکسیدهای آهن (Mag: مگنتیت، Hem: هماتیت، Gt: گوتیت، Mal: مالاکیت و Q: کوارتز [۲۱]).

جدول ۱ نتایج به دست آمده از الگوی XRD نمونه‌های کانسنگ ذخیره آهن تنگ زاغ.

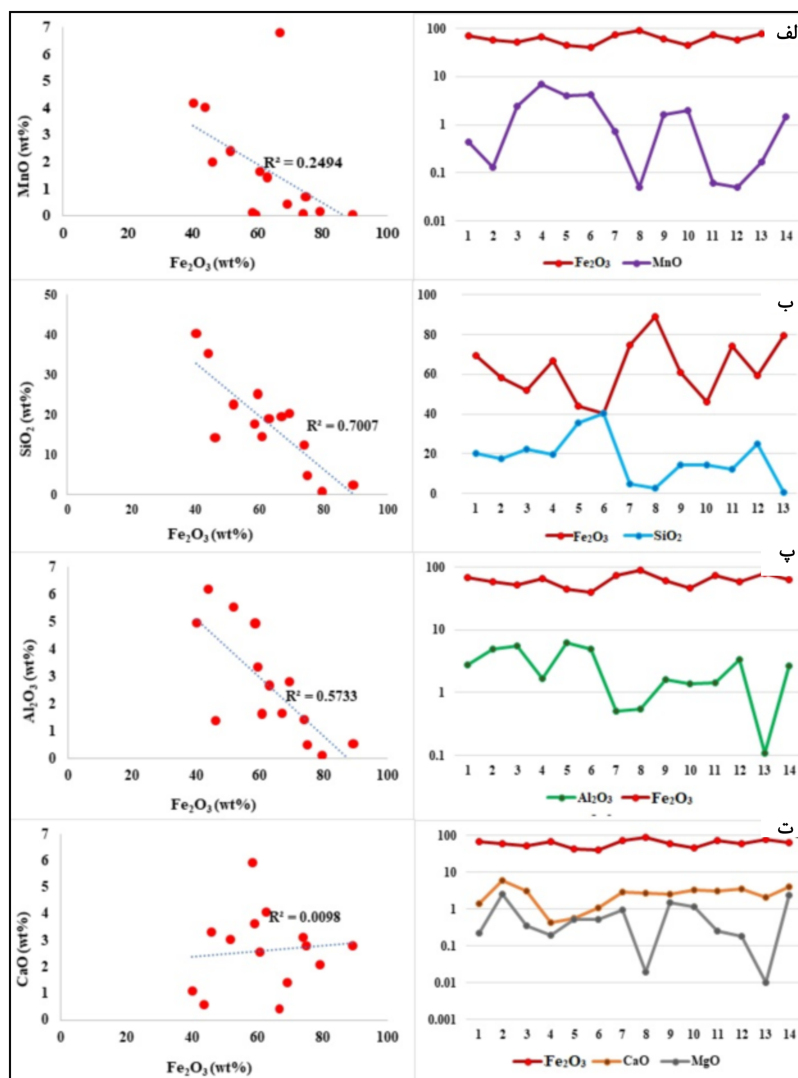
نمونه	کانی های اصلی	کانی های فرعی
O1	هماتیت، گوتیت	کانی رسی، کوارتز، کلسیت
O2	هماتیت، مگنتیت، گوتیت	کانی رسی، پیریت
O3	هماتیت، مگنتیت، گوتیت، کالکوپیریت	کانی رسی، کوارتز، دولومیت
O4	هماتیت، سیدریت، گوتیت	کوارتز
O5	هماتیت، سیدریت، گوتیت، لیمونیت	کانی رسی، کوارتز
O6	هماتیت، مگنتیت، گوتیت، مالاکیت	کانی رسی، کوارتز
O7	هماتیت، مگنتیت، گوتیت، لیمونیت	کانی رسی، کوارتز، دولومیت

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.1.10.4]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.1.129]

جدول ۲ نتایج از تجزیه زمین شیمیایی نمونه‌های کانسنگ آهن تنگ زاغ (برحسب درصد وزنی).

شماره	SiO_2	Fe_2O_3	Al_2O_3	CaO	MgO	MnO	P_2O_5	SO_3	TiO_2	مجموع
F1	۲۰٫۲۹	۶۹٫۲۳	۲٫۸۲	۱٫۴۱	۰٫۲۲	۰٫۴۴	۰٫۴۲۸	۰٫۳۸۴	۰٫۱۷	۹۵٫۳۹
F2	۱۷٫۶۷	۵۸٫۵۴	۴٫۹۵	۵٫۹۲	۲٫۵۳	۰٫۱۳	۰٫۳۷۸	۳٫۲۴۹	۰٫۲۸	۹۳٫۶۵
F3	۲۲٫۵۳	۵۱٫۷۸	۳٫۵۳	۳٫۰۴	۰٫۳۶	۲٫۴۱	۰٫۰۷۵	۲٫۵۳	۰٫۳۲	۸۸٫۵۸
F4	۱۹٫۵۳	۶۶٫۸۴	۱٫۶۷	۰٫۴۲	۰٫۱۹	۶٫۸۲	۰٫۰۳۷	۰٫۲۱۹	۰٫۰۹	۹۵٫۸۲
F5	۳۵٫۳۴	۴۳٫۹۲	۶٫۱۹	۰٫۵۷	۰٫۵۱	۴٫۰۳	۰٫۰۶۶	۰٫۰۹۷	۰٫۲۷	۹۰٫۹۹
F6	۴۰٫۲۵	۴۰٫۱۷	۴٫۹۶	۱٫۰۹	۰٫۵۲	۴٫۱۸	۰٫۱۴۸	۰٫۴۲۸	۰٫۰۶	۹۱٫۸۱
F7	۴٫۷۸	۷۴٫۹۰	۰٫۵	۲٫۸۲	۰٫۹۳	۰٫۷۲	۰٫۳۰۱	۳٫۰۲۴	۰٫۰۸	۸۸٫۰۶
F8	۲٫۴۷	۸۹٫۲۲	۰٫۵۵	۲٫۷۹	۰٫۰۲	۰٫۰۵	۰٫۶۲۲	۰٫۸۴۷	۰٫۰۹	۹۶٫۶۶
F9	۱۴٫۵۶	۶۰٫۷۵	۱٫۶۴	۲٫۵۶	۱٫۵۱	۱٫۶۳	۰٫۱۷۴	۴٫۲۵۴	۰٫۰۶	۸۷٫۰۴
F10	۱۴٫۲۴	۴۶٫۱۶	۱٫۳۸	۳٫۳۳	۱٫۱۵	۲٫۰۱	۰٫۱۰۲	۳٫۳۷۹	۰٫۰۵	۷۲٫۲۲
F11	۱۲٫۳۶	۷۳٫۹۷	۱٫۴۲	۳٫۱۴	۰٫۲۵	۰٫۰۶	۰٫۴۳۱	۱٫۸۴۲	۰٫۰۸	۹۳٫۵۵
F12	۲۵٫۱۴	۵۹٫۳۷	۳٫۳۵	۳٫۶۴	۰٫۱۸	۰٫۰۵	۰٫۰۷۲	۱٫۴۹۸	۰٫۰۹	۹۳٫۳۹
F13	۰٫۶۶	۷۹٫۳۸	۰٫۱۱	۲٫۰۸	۰٫۰۱	۰٫۱۷	۰٫۰۱۰	۲٫۷۰۳	۰٫۰۶	۸۵٫۲۸
F14	۱۹٫۰۱	۶۲٫۹۳	۲٫۶۸	۴٫۰۶	۲٫۴۲	۱٫۴۳	۰٫۴۲۹	۰٫۷۶۲	۰٫۱۷	۹۳٫۸۸
Dl	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۱	–

DI : حد تشخیص Fe_2O_3 : آهن کل



شکل ۷ نمودارهای زمین شیمیایی نمونه‌های کانسنگ آهن تنگ زاغ: (الف) روند آهن و منگنز، (ب) روند آهن و سیلیس، (پ) روند آهن و آلومنیوم و (ت) روند آهن با اکسید کلسیم و منیزیم.

بحث

آهن در ذخیره تنگ زاغ بصورت لایه‌ای، رگه‌ای و دایک مانند درون آهک‌های سیلیسی‌شده سازند جهرم و بخش‌های زیرین سازند رازک و گاه در واحدهای سری هرمز جای دارد. ساخت لایه‌ای می‌تواند نشانگر رسوبی بودن این ذخیره باشد و یا گنبدهای نمکی طی بالا آمدن همراه با مواد دیگر، لایه‌های آهن را نیز از ژرفای زمین با خود به سطح زمین آورده است. البته، این حالت کاملا مشخص موازی بودن کانسارهای آهن با لایه‌های رسوبی می‌تواند خاستگاه رسوبی کانسار را قوت بخشد و همچنین وجود همبری ناگهانی، شکل عدسی تا لایه‌ای کانسار و نفوذ آهن در سازندهای جدیدتر نشان‌دهنده تشکیل کانسار تنگ زاغ از یک محلول غنی از آهن در یک حوضه رسوبی است.

بر اساس بازدیدهای صحرایی، ذخیره آهن تنگ زاغ در مراکز تاقدیس قرار دارد و کانه‌زایی توسط گسل‌های اصلی و فرعی بسیاری کنترل شده است. این مجموعه گسلی و پهنه خردشده به دلیل حرکت روبه بالای توده‌های نمک با پوش سنگ سری هرمز ایجاد شده‌اند و می‌تواند با حرکت روبه بالای سیال‌های گرمابی آهن‌دار برآمده از فعالیت ماگمایی به سمت نقاط کم فشار درون و کناره گنبدها و به سوی بالا همخوانی داشته باشد. در نتیجه ته نشست مواد کانه‌زا به صورت رگه‌هایی از اکسیدهای آهن (هماتیت) در میان درز و شکاف‌ها در مرحله بعدی ایجاد شده است.

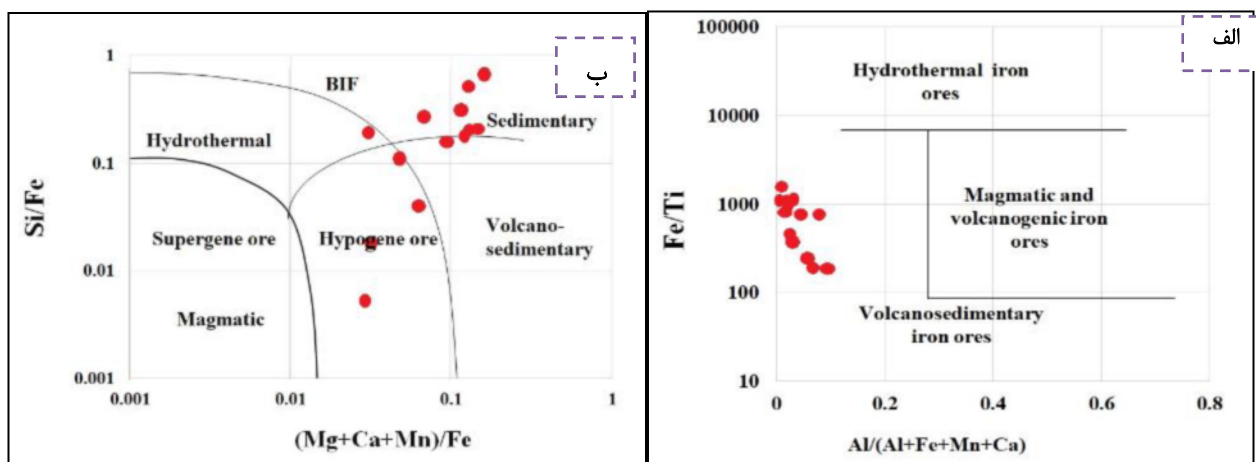
کانه‌های اصلی ذخیره آهن تنگ زاغ هماتیت و گوتیت (۷۵ تا ۹۰ درصد) و کانی‌های باطله به ترتیب فراوانی دولومیت و کوارتز هستند. بررسی مقاطع نازک سنگ‌های آذرین منطقه مورد بررسی نشان می‌دهد که این توده‌ها می‌توانند به عنوان خاستگاه آهن عمل کرده باشند. براساس بررسی‌های سنگ نگاری انجام شده، سنگ‌های بیرونی (بیشتر بازالت) بافت پورفیری شیشه‌ای دارند و غنی از بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن و کانی‌های ثانویه هستند. آثار کلریت‌زایی در بازالت-ها نیز بیانگر عملکرد محلول‌های گرمابی و ایجاد سیال کانه‌زای آهن‌دار است. وجود سنگ‌های مافیک و اسیدی درونی منطقه (دیاباز و گابرو) همراه با سنگ‌های بازی، نشانگر فعالیت ماگمایی دوهنجاری در منطقه است. حضور دیابازها به احتمال بسیار خاستگاه دو منشایی گوشته‌ای را نشان می‌دهند [۲۲،۲۰] و نشانگر بالاآمدگی گوشته در نتیجه برقراری نظام کششی است. ذوب بخشی گوشته بالایی و جدایش در پی آن منجر به تشکیل ماگمای بازی گردیده که از طریق شکاف‌های به وجود آمده در سنگ کره به سطح زمین راه یافته و توده‌های دیابازی را تشکیل داده‌اند. بررسی مقاطع صیقلی کانسنگ آهن نشان می‌دهند که کانی‌های فلزی (مگنتیت، هماتیت و گوتیت) با انواع بافت‌های جانشینی شامل شبکه‌ای، جزایر باقیمانده و جعبه‌ای و همچنین به مقدار کمتر، بافت شکافه پرکن رگه‌ای و رگچه‌ای مشخص می‌شوند. بافت خوردگی دولومیت و سیلیس-های سنگ میزبان توسط هماتیت نشاندهنده هجوم سیال‌های کانه‌زا و جانشینی اکسیدهای آهن در سنگ میزبان است. در ذخیره تنگ زاغ، بافت پر کننده فضاهای خالی و برشی شدن، نشان دهنده دو مرحله‌ای بودن فرایند کانه‌زایی در منطقه است.

بر اساس بررسی های میکروسکوپی انجام شده برای رگه-های آهن، می‌توان یک توالی همبرزایی برای کانه‌ها شامل ۴ مرحله کانی‌سازی شده به ترتیب مگنتیت، هماتیت اولیه، هماتیت ثانویه و گوتیت و مالاکیت در نظر گرفت. مگنتیت‌های رگه‌ای و شکافه پرکن می‌توانند برآمده از ورود سیال گرمابی به درزه‌ها و حفره‌های ناشی از تغییر حجم سنگ (در اثر دولومیتی شدن) و کانه‌زایی به شکل مگنتیت در نخستین مرحله باشند. کانه‌های هماتیت نیز به صورت اولیه و همراه با مگنتیت جانشین سنگ میزبان شده اند. سپس هماتیت و گوتیت به صورت ثانویه طي فرایند گرمابی و دگرسانی شکل گرفته‌اند. مگنتیت در شرایط اکسایشی طی فرایند دگرسانی به هماتیت تبدیل می‌شود، به طوری که ماگهمیت فاز حدواسط مگنتیت و هماتیت است. مگنتیت و ماگهمیت بیش‌تر توانایی تشکیل محلول جامد دارنده مگنتیت در حضور سیال گرمابی اسیدی فقیر از آهن به ماگهمیت و سرانجام به شکل پایدار هماتیت تبدیل می‌شود این تبدیل در شرایط pH اسیدی و پتانسیل اکسایش- کاهش(Eh) بالا انجام می‌شود [۲۳]. با این که هماتیت در اثر دگرسانی می‌تواند به گوتیت تبدیل شود، ولی شواهد میکروسکوپی، تبدیل دو طرفه این دو کانی را با توجه به گستره وسیع میدان پایداری کانی هماتیت در شرایط مختلف pH، فشار و دما تأیید می‌کند [۲۵،۲۴]. در مقاطع میکروسکوپی، کانی گوتیت بسیار فراوان است. گوتیت در شرایط pH قلیایی از تبدیل مگنتیت به واسطه فاز میانی

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.1.10.4]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.1.129]

ماگهمیت ایجاد می‌شود و با قلیایی تر شدن شرایط محیط، این تبدیل می‌تواند به طور مستقیم انجام شود [۲۶]. سرانجام کربنات مس به صورت فازهای ثانویه و طی فرایند هوازدگی و برونزایی در کانسنگ آهن و سنگ میزبان دولومیتی به وجود آمده است. فراوانی کانی‌های ثانویه در این ذخیره نشان‌دهنده عمل فرسایش و هوازدگی شدید در آب و هوای خشک منطقه است.

بر اساس داده‌های کانی‌شناسی به دست آمده از تجزیه XRD نمونه کانسنگ آهن در کانسار آهن تنگ زاغ، هیچ آثاری از کانی‌های معمول اسکارن چون گارنت در ماده معدنی گزارش نشده است در نتیجه، این ذخیره در اثر پدیده رسوبی و جانشینی و بدون هیچ اثری از اسکارن‌زایی ایجاد شده است [۲۷]. بر اساس نتایج زمین‌شیمیایی، تغییرات کم مقادیر اکسید آهن در فواصل کم نشاندهنده خاستگاه گرمابی و نفوذ سیال گرمابی آهن‌دار با عیار بالای اکسید آهن به درون سنگ‌های میزبان است. مقدار بسیار بالای اکسید منگنز در نمونه‌های کانسنگ آهن با مقدار اکسید آهن به نسبت پایین به دلیل جانشینی منگنز به جای عنصر آهن در شبکه کانی‌های آهن‌دار به ویژه مگنتیت بوده که از ویژگی‌های مگنتیت‌های گرمابی است. کاهش مقدار سیلیس، آلومینیوم، کلسیم و منیزیم و همبستگی مثبت بسیار ضعیف این عناصر با اکسید آهن تاییدکننده جانشینی اکسیدهای آهن به جای قطعه‌های دولومیت سیلیسی‌شده سنگ میزبان و خاستگاه گرمابی این ذخیره هستند [۲۸]. مقادیر بسیار پایین عناصر ماگمادوست چون اکسیدهای تیتانیم و فسفر خاستگاه ماگمایی این ذخیره را رد می‌کند. مقادیر به نسبت بالای گوگرد را می‌توان به حضور کانی‌های تبخیری در سری هرمز نسبت داد. بر اساس نمودارهای زمین شیمیایی، ذخیره آهن تنگ زاغ را می‌توان چند خاستگاهی با تکیه بر خاستگاه رسوبی-آتشفشانی دانست (شکل ۸) [۳۰،۲۹]. کنترل‌کننده‌های شیمیایی شامل ترکیب سیال کانه‌زا، دما و فشار محلول کانه‌زا و pH محیط نهشته‌ها هستند. با توجه به داده‌های زمین شیمیایی حدس زده می‌شود که سیال‌های مسئول دگرسانی و کانه‌زایی، وابسته به هم هستند و به احتمال بسیار از یک خاستگاه مشترک با مقدار آهن بالا در زمان کافی برای نهشت شکل گرفته‌اند و خاستگاه آنها آب‌های ماگمایی با کمی آمیختگی با آب‌های سازندی است. حدس زده می‌شود که پیریت و کالکوپیریت به عنوان کانی‌های اولیه کانی‌سازی در اعماق بیشتر و اکسیدهای آهن (مگنتیت و هماتیت) در دما و فشار کمتر در اعماق کمتر پهنه کانه‌دار، نهشته شده‌اند. واکنش سیال های با سنگ‌های میزبان که بیشتر دولومیت‌های سیلیسی‌شده هستند ناشی از نفوذپذیری این سنگ‌ها و ترکیب شیمیایی مناسب سیال کانه-زاست. سرانجام، آمیختگی با آب‌های جوی و واکنش سنگ-سیال در مجراهای خالی عوامل موثر برای کانه‌زایی هستند.



شکل ۸ موقعیت نمونه‌های کانسنگ آهن ذخیره تنگ زاغ در گستره ذخایر آهن رسوبی-آتشفشانی و گرمابی [۳۰،۲۹،۶].

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.1.10.4]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.1.129]

آهن‌های هرمز در یک حوضه رسوبی همزمان با سری هرمز ایجاد شده‌اند. این مرحله که به احتمال بسیار همراه و همزمان با پیدایش آهن در سری هرمز بوده، ناشی از برون‌ریخت محلول‌های داغ از مجراهای کف دریا و یا برآمده از شسته شدن آهن از قاره‌ها و نهشت به صورت اکسید و هیدروکسید آهن رسوبی است (شکل ۸). پس از آن با واکنش های زمین ساختی، شرایط برای شسته‌شدن آهن از سنگ‌های پیشین و مهاجرت سیال‌های جوی و ماگمایی غنی از آهن به اطراف گنبد فراهم شده که باعث کانه‌زایی رگه‌ای و ایجاد دگرسانی در سنگ‌های پیرامون نیز شده است. این سیال‌ها با جایگیری توده‌های آذرین و فعالیت ماگمایی همزمان با تشکیل گنبدهای نمکی در ارتباط هستند. این مرحله که به احتمال بسیار نزدیک‌تر به زمان حال بوده است، با بازدیدهای صحرایی و بررسی‌های مقاطع تایید می‌شود. در اثر حرکت ثانویه محلول-های داغ ناشی از زمین‌ساخت شکننده گنبدها و فشارهای ناشی از کوهزایی در گسل‌هایی با راستای شمال غرب- جنوب شرق، آهن به صورت رگه‌ای در واحدهای سری هرمز و دولومیت ها شکل گرفته‌است.

برداشت

کانسار آهن تنگ زاغ براساس بررسی های کانی شناسی و زمین شیمیایی دارای خاستگاه رسوبی-گرمابی است. در این ذخیره، اثری از کانی‌های معمول اسکارن در ماده معدنی و یا در لبه توده‌های آذرین دیده نشده است. وجود همبری ناگهانی ماده معدنی با سنگ‌های میزبان، شکل عدسی تا لایه‌ای و نفوذ آهن در سازندهای جدیدتر نشان‌دهنده تشکیل ذخیره آهن تنگ زاغ از یک محلول غنی از آهن در یک حوزه رسوبی است. پس از تشکیل ذخیره آهن‌دار به صورت رسوبی، به دلیل گنبدزایی نمکی در دوره‌های مزوزوئیک و سنوزوئیک، این ذخایر آهن توسط فعالیت سیال‌های گرمابی هنگام بالا آمدن نمک دوباره غنی‌سازی و تشکیل شده‌اند. این ذخیره به طور کلی، برآمده از تحرک و ته نهشت دوباره در یک سامانه گرمابی است. حضور این ذخایر در مناطق گسلی با مهاجرت و نهشت دوباره ترکیب های آهن در شرایط اکسایشی همخوانی دارد.

مراجع

[1] Arian M., Noroozpour H., “*Tectonic geomorphology of Iran’s salt structures*”, Open Journal of Geology (2015) 5 (2): 61.

[2] Motamedi H., Sepehr M., Sherkati S., Pourkermani M., “*Multiphase Hormuz salt diapirism in the southern Zagros, SW Iran*”, Journal of Petroleum Geology (2011) 34 (1): 29-43.

[3] Talbot C.J., “*Extrusions of Hormuz salt in Iran*”, Geological Society of London, UK, Special Publications (1998) 143 315-334.

[4] Ghazban F., Al-Aasm I.S., “*Hydrocarbon-Induced Diagenetic Dolomite and Pyrite Formation Associated with the Hormuz Island Salt Dome, Offshore Iran*”, Journal of Petroleum Geology (2010) 33 (2): 183-196.

[5] Talbot C.J., Aftabi P., Chemia, Z., “*Potash in a salt mushroom at Hormuz Island, Hormuz Strait, Iran*”, Ore Geology Reviews (2009) 35 317-332.

[6] Hassanlouei B.T., Rajabzadeh M.A., “*Iron ore deposits associated with Hormuz evaporitic series in Hormuz and Pohl salt diapirs, Hormuzgan province, southern Iran*”, Journal of Asian Earth Sciences (2019) 172 30-55.

[7] Bosák P., Jaroš J., Spudil J., Sulovský P., Václavek V., “*Salt Plugs in the Eastern Zagros, Iran: Results of Regional Geological Reconnaissance*”, GeoLines (Praha) (1998) 7 3-174.

[8] Espahbod M.R., “*The effect of compressional-tangential mechanism in creating of salt diapirs and their relationship with acid-alkaline volcanites and lithophile elements, in: Proceeding Symposium on Diapirism with Special Reference to Iran*”, Geological Survey of Iran, Tehran (1990) 219-236.

[9] Thomas R.J., Ellison R.A., Goodenough K.M., Roberts N.M.W., Allen P.A., “*Salt domes of the UAE and Oman: Probing eastern Arabia*”, Precambrian Research (2015) 256 1-16.

[10] Ghorbani M., “*The Economic Geology of Iran, Mineral Deposits and Natural Resources*”, (2013) Springer Verlag, Berlin.

[11] Atapour H., Aftabi A., “*The possible synglaciogenic Ediacaran hematitic banded iron salt formation (BISF) at Hormuz Island, southern Iran: Implications for a new style of exhalative hydrothermal iron-salt system*”, Ore Geology Reviews (2017) 89 70-95.

[12] Stöcklin J., “*Salt deposits of the Middle East*”, Geological Society of America, Special Publications (1968) 88 157-181.

[13] Agard P., Omrani J., Jolivet L., Mouthereau F., “*Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier*

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.1.10.4]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.1.129]

Geochronological and geochemical evidence", Lithos (2020) 370 105603.

[23] Otake T., Wesolowski D.J., Anovitz L.M., Allard L.F., Ohmoto H., "*Experimental evidence for non-redox transformations between magnetite and hematite under H2-rich hydrothermal conditions*", Earth and Planetary Science Letters (2007) 257 (1-2): 60-70.

[24] Schwertmann U., Murad E., "*Effect of pH on the formation of goethite and hematite from ferrihydrite*", Clays and Clay Minerals (1983) 31(4): 277-284.

[25] Cudennec Y., Lecerf A., "*The transformation of ferrihydrite into goethite or hematite, revisited*", Journal of solid-state chemistry (2006) *179*(3): 716-722.

[26] He Y.T., Chen C.C., Traina S.J., "*Inhibited Cr (VI) reduction by aqueous Fe (II) under hyperalkaline conditions*", Environmental science & technology (2004) 38 (21): 5535-5539.

[27] Sun Z., Wang J., Wang Y., and Long L., "*Geochemical Characteristics of Mineral Assemblages from the Yamansu Iron Deposit, NW China, and Their Metallogenic Implications*", Minerals (2020) 10 (1): 39.

[28] Rajabzadeh M.A., Rasti S., "*Investigation on mineralogy, geochemistry and fluid inclusions of the Goushti hydrothermal magnetite deposit, Fars Province, SW Iran: a comparison with IOCGs*", Ore Geology Reviews (2017) 82 93-107.

[29] Teutsong T., Temga J.P., Enyegue A.A., Feuwo N.N., Bitom D., "*Petrographic and geochemical characterization of weathered materials developed on BIF from the Mamelles iron ore deposit in the Nyong unit, South-West Cameroon*", Acta Geochim (2020) https://doi.org/10.1007/s11631-020-00421-7.

[30] Angerer T., Hagemann S.G., Danyushevsky L.V., "*Geochemical evolution of the banded iron formation-hosted high-grade iron ore system in the Koolyanobbing Greenstone Belt, Western Australia*", Economic Geology (2012) 107 (4): 599-644.

deformation", International journal of earth sciences (2005) 94 (3): 401-419.

[14] Stöcklin J., "*Structural Correlation of the Alpine Ranges between Iran and Central Asia*", Societe geologique de France, Paris, Memoire Hors Serie (1977) 333-353.

[15] Alian F., Bazamad M., "*Petrography of Zendan salt dome (Hara), Bandar Lengehan, Iran*", In 6th Symposium of Iranian society of Economic Geology, Sistan and Baluchestan University, Zahedan, Iran (2014).

[16] Blanford N.T., "*Note on the geological formation seen along the coasts of Baluchistan and Persia from Karachi to the head of Persian Gulf*", Geological Survey of India (1872) 5 5- 41.

[17] Richardson R.K., "*Die Geologie und die Salzdoms in sud-Westhichen des Persischen Golfes: Verh. Naturh-med*", (1972) Ver Teile Heidelberg D. S 15.

[18] Faramarzi N.S., Amini S., Schmitt A.K., Hassanzadeh J., Borg G., McKeegan K., Razavi S.M.H., Mortazavi S.M., "*Geochronology and geochemistry of rhyolites from Hormuz Island, southern Iran: a new Cadomian arc magmatism in the Hormuz Formation*", Lithos (2015) 236-237: 203-211.

[19] Fakhari M., "*Bandarabbas geological compilation map*". M. Fakhari Ph. D thesis uder supervision of S. Shahriyary, Islamis Azad university, (1994).

[20] Asadi Sarshar M., Moghadam H.S., Griffin W.L., Santos J.F., Stern R.J., Ottley C.J., Sarkarinejad K., Sepidbar F., O'Reilly S.Y., "*Geochronology and geochemistry of exotic blocks of Cadomian crust from the salt diapirs of SE Zagros: the Chah-Banu example",* International Geology Review (2020) 1-22.

[21] Whitney D.L., Evans B.W., "*Abbreviations for names of rock-forming minerals*", American Mineralogist (2010) 95 185–187.

[22] Jiang H., Jiang S.Y., Zhao K.D., Li W.Q., Liu H.C., "*Origin of paleosubduction-modified mantle for Late Cretaceous (~100 Ma) diabase in northern Guangdong, South China:*